پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دورۀ ۵۲، شمارۀ ۴، زمستان ۱۳۹۹
ص ۵۳۳- ۵۱۵

ارزیابی پایگاه داده بازکاوی ERA- Interim در ارزیابی توزیع زمانی-مکانی و روند تندی باد در شرق ایران

محمد هاشم‌زاده ـ دانشجوی دکتری، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکدۀ جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران، ایران
قاسم عزیزی * ـ استاد اقلیم‌شناسی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکدۀ جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران، ایران
مصطفی کریمی ـ استادیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشکدۀ جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران، ایران
فرامرز خوش‌اخلاق ـ دانشیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشکدۀ جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران، ایران
علی‌اکبر شمسی‌پور ـ دانشیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشکدۀ جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۳/۱۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۷/۲۹

چکیده

هدف از انجام‌دادن این پژوهش بررسی عملکرد پایگاه داده بازکاوی ECMWF برای توزیع زمانی-مکانی تندی باد در شرق ایران و روند آن است. به این منظور، از داده‌های بازکاوی ECMWF با تفکیک افقی ۰/۱۲۵×۰/۱۲۵ درجۀ قوسی استفاده شد؛ عملکرد داده‌ها با استفاده از ۱۱ ایستگاه سینوپتیک با دورۀ آماری ۱۹۸۵-۲۰۱۵ و به‌کارگیری نمایۀ آماری RMSE، MBE، MAE، و R2 بررسی شد. نتایج نشان داد Interim برای بررسی تندی باد از عملکرد بالا و مناسبی برخوردار است. متوسط بلندمدت تندی باد در منطقۀ مورد مطالعه ۳/۵۶ m/s است؛ بیشینه و کمینۀ تندی باد به‌ترتیب در جولای و دسامبر اتفاق افتاده است. آرایش اصلی باد در شرق ایران شرقی و شمالی است؛ ارتباط بین تندی باد با ارتفاع معکوس و با طول جغرافیایی مستقیم و در سطح ۰/۰۵ معنی‌دار است. همچنین، ارتباط بین عرض جغرافیایی و تندی باد نشان داد که این ارتباط در ماه‌های سرد سال معکوس و در ماه‌های گرم سال مستقیم است. بررسی روند تندی باد با استفاده از آزمون من- کندال (M-K) نشان داد متوسط روند تندی باد در هفت ماه سال مثبت و در پنج ماه منفی است. همچنین، روند تندی باد در زمان آغاز (جون) باد ۱۲۰روزه مثبت (۰/۱۹۵)و در زمان خاتمه (اکتبر) آن منفی (-۰/۱۵۲) است.

واژگان کلیدی: آزمون من- کندال، باد ۱۲۰روزه، پایگاه داده‌های اقلیمی، جنوب شرق ایران.

مقدمه

باد جابه‌جایی افقی هوا است که سرعت وزش آن از یک متر بر ثانیه کمتر نیست. باد پدیده‌ای پویاست و دارای سه ویژگی اصلی است: شدت، جهت، و فراوانی (حمیدیان‌پور، ۱۳۹۲). بنابراین، آگاهی از مشخصه‌های باد در هر منطقه از اهمیت شایان توجهی برخوردار است. مسعودیان (۱۳۹۰) ایران را به پنج پهنۀ بادخیز آرام، کم‌باد، بادی، پُرباد، و بسیار پُرباد تقسیم کرده است که این مناطق بسته به پیدایش اوج و زوال الگوهای فشار در بخش‌هایی از کشور در دورۀ زمانی معینی پدید می‌آیند به اوج می‌رسند و ناپدید می‌شوند. در این پژوهش شرق ایران به‌عنوان پهنۀ بسیار باد و منطقۀ جغرافیایی باد ۱۲۰روزۀ سیستان مطالعه شده است تا بتوان بر اساس داده‌های بازتحلیل‌شدۀ جهانی نگرش بهتری برای مطالعۀ بادهای ۱۲۰روزۀ سیستان و تغییرات آن در دهه‌های گذشته ارائه داد.

* نویسندۀ مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۳۸۴۱۱۹۲ Email: ghazizi@ut.ac.ir

تغییرات تندی باد می‌تواند بر انرژی (پریور و همکاران، ۲۰۰۶) تغییرات طوفان‌ها (دبرنارد و روید، ۲۰۰۸)، صنایع کشتیرانی (پیرازولی و توماسین، ۲۰۰۳) و رطوبت خاک، تبخیر و تعرق، منابع آب (مک ویکار و همکاران، ۲۰۰۸؛ ژانگ و همکاران، ۲۰۰۷) و حتی بر تکامل محیط‌های خشک و نیمه‌خشک تأثیر بگذارد (اوکین و همکاران، ۲۰۰۶). همچنین، تحقیقات بسیار زیاد دربارهٔ آب و هواشناسی باد نشان داد که عملکرد توربین‌های بادی نسبت به تغییرات آب و هوایی حساس است (توبین و همکاران، ۲۰۱۶؛ کاروالهو و همکاران، ۲۰۱۷). مطالعه و شناختِ وضعیت باد در مناطق مختلف از اهمیت بسیار زیادی برخوردار است. جهت و تندی باد بر بسیاری از جنبه‌های محیط زیست و زندگی بشر اثرگذار است؛ به‌طوری‌که شناخت باد در هر منطقهٔ جغرافیایی در جهت برنامه‌های آمایش سرزمین، معماری، شهرسازی، و مخاطرات جوی مهم است (عزیزی و همکاران، ۱۳۹۶). تغییرات احتمالی درمورد رژیم باد آینده تحت شرایط متغیر آب و هوایی موردتوجه زیادی قرار گرفته است؛ در شرایط گرمایش جهانی انتظار می‌رود شدت و بسامد وقایع ناشی از باد در اواخر قرن حاضر تغییر کند (چنگ و همکاران، ۲۰۱۴). شرق ایران یک منطقهٔ خشک و بیابانی است و تعداد ایستگاه‌های آن درجه از نظر توزیع جغرافیایی نامناسب است و همچنین سری آماری بلندمدت آن‌ها برای شناسایی روند مناسب نیست. بنابراین، در این پژوهش از داده‌های بازتحلیل‌شدهٔ جهانی همراه داده‌های ایستگاهی به‌عنوان یک دادهٔ مکمل برای شناسایی تغییرات تندی باد و روند آن استفاده خواهد شد.

مشاهدات اخیر از روند تندی باد نزدیک به سطح زمین با استفاده از پایگاه‌های بازتحلیل‌شده و ایستگاه‌های زمینی نشان داده است متوسط تندی باد بین ۰٫۰۰۴- و ۰٫۰۱۷- طی ۳۰ تا ۵۰ سال گذشته برای طیف وسیعی از مناطق عرض‌های جغرافیایی کاهش داشته است (مک ویکار و همکاران، ۲۰۰۸). از جمله مناطقی با روند کاهشی تندی باد می‌توان به استرالیا (رودریک و همکاران، ۲۰۰۷)، چین (ژو و همکاران، ۲۰۰۶)، اروپا (پیرازولی و توماسین، ۲۰۰۳)، امریکا شمالی (هابینز، ۲۰۰۴)، و تبت (ژانگ و همکاران، ۲۰۰۷) اشاره کرد.

اهمیت مطالعهٔ تغییرپذیری تندی باد بر سایر مؤلفه‌های جغرافیایی و عناصر آب و هوایی باعث شده است در مطالعات مختلفی به تغییرات تندی باد در مناطق مختلف پرداخته شود. بررسی روند و تغییرات درون‌سالانهٔ توزیع تندی باد در مینه‌سوتا پژوهشی است که کلینک (۲۰۰۲) به مطالعهٔ آن در هفت ایستگاه طی یک دورهٔ ۲۲ تا ۳۵ساله پرداخت؛ بیشتر هفت ایستگاه گرایش به سمت کاهش میانگین تندی باد سالانه را نشان می‌دهند و یک ایستگاه سرعت افزایشی باد را نشان داد. اسمیتز و همکاران (۲۰۰۵) نشان دادند که تندی باد در ۱۳ ایستگاه هلند طی دورهٔ آماری ۱۹۶۲–۲۰۰۲ بین ۱۰ تا ۲۰ درصد به ازای هر دهه کاهش داشته است. راینر و همکاران (۲۰۰۷) در پژوهشی روند تندی باد را در استرالیا طی دورهٔ ۱۹۷۵–۲۰۰۴ مطالعه کردند و به این نتیجه رسیدند که با کاهش روند تندی باد تبخیر و تعریق نیز در این منطقه روند کاهشی داشته است. پریور و همکاران (۲۰۰۷) در تحقیقی با ارزیابی تغییرات سالانهٔ تندی باد در ۱۵۷ ایستگاه طی دورهٔ آماری ۱۹۷۳–۲۰۰۵ در ایالات متحده به این نتیجه رسیدند که در ۱۱۸ ایستگاه تندی باد روند کاهشی را نشان داده است. واتسون و همکاران (۲۰۱۵) تغییرات تندی باد را در انگلیس بین سال‌های ۱۹۵۷ تا ۲۰۱۱ با استفاده از ۵۷ ایستگاه و داده‌های بازتحلیل‌شدهٔ ERA-40 طی دورهٔ ۱۹۸۳–۲۰۱۱ بررسی کردند. نتایج نشان داد تندی باد در کلیهٔ مناطق، به‌جز جنوب شرقی، کاهش ناچیزی در انگلستان نشان می‌دهد؛ همچنین، بیشینهٔ کاهش در شمال غربی انگلستان مشاهده شد. تجزیه‌وتحلیل تغییرات بلندمدت تندی باد در امارت متحدهٔ عربی و ارتباط آن با الگوهای پیوند از دور پژوهشی است که نایزی و اووردا (۲۰۱۷) به مطالعهٔ آن با استفاده از داده‌های شش ایستگاه هواشناسی و داده‌های بازتحلیل‌شدهٔ ECMWF پرداختند. نتایج تحقیق آن‌ها نشان داد نیمی از ایستگاه‌ها با الگوهای پیوند از دور ارتباط

معنی‌دار در سطح ۰/۰۵ دارند. همچنین، تحلیل موجک نیز نشان داد تندی باد در امارات متحدهٔ عربی عمدتاً با نوسانات آتلانتیک شمالی، نوسان اقیانوس اطلس شرقی، شاخص نوسانات جنوبی ال نینو، و شاخص اقیانوس هند همراه است. دو شاخص اول به‌طور هم‌زمان تندی باد را در تابستان تعدیل می‌کنند؛ درحالی‌که دو مورد دیگر تأثیر زیادی بر تندی باد در زمستان و پاییز دارند.

در ایران نیز در پژوهش‌های مختلف در ارتباط با تغییرات تندی باد با اهداف متفاوت انجام شده است. در ادامه به برخی از این مطالعات پرداخته خواهد شد. برآورد الگوی پراکنش مکانی تندی باد برای پتانسیل‌یابی تولید انرژی بادی در ایران پژوهشی است که دلبری و همکاران (۱۳۹۵) به بررسی آن پرداختند؛ آن‌ها نشان دادند میانگین سرعت باد استان‌های واقع در شرق، شمال شرق، و شمال غرب کشور دارای تندی باد بیش از ۳–۴m/s است. در همین نواحی ایستگاه هایی مانند رفسنجان، زابل، خواف، تربت‌جام، الیگودرز، کهنوج، و خدابنده بیشترین درصد ساعات باد با تندی بیش از ۴m/s در سال را داشتند. ذوالفقاری و همکاران (۱۳۹۵) برای بررسی شار گرمای محسوس و ارتباط آن با تغییرات دما و باد طی دورهٔ گرم سال در ایران از داده‌های دمای هوا، دمای سطح زمین، و تندی باد از داده‌های شبکه‌بندی NCEP/NCAR برای یک دورهٔ ۳۴ساله (۱۹۸۰–۲۰۱۴) استفاده کردند. نتایج تحقیق آن‌ها نشان داد تغییرات باد تأثیر بیشتری در شار گرمای محسوس تابستانی می‌گذارد. ضریب تعیین چندجمله‌ای نشان داد که تندی باد بیست درصد تغییرات شار گرمای محسوس تابستان را توجیه می‌کند. رفتارشناسی باد در ایستگاه‌های کوهستانی البرز غربی تحت تأثیر واداشت‌های محیطی پژوهشی است که عزیزی و همکاران (۱۳۹۶) به مطالعهٔ آن پرداختند. نتایج نشان داد رژیم بادهای کوهستانی بر شرایط آب‌وهوایی مناطق کوهستانی اثر بسیار زیادی دارد. همچنین، موقعیت قرارگیری ایستگاه ماسوله در میانهٔ دامنه منطقه را تحت تأثیر سازوکار باد دامنه‌ای (باد فراشیب– فروشیب یا نسیم کوه– دره) قرار داده است. آب‌خرابات و همکاران (۱۳۹۶) به بررسی نقش باد ۱۲۰روزهٔ سیستان در وزش دمایی شرق و جنوب شرق ایران طی دورهٔ ۱۹۸۳–۲۰۱۲ پرداختند و به این نتیجه رسیدند که اثرهای دمایی باد ۱۲۰روزهٔ سیستان طی دورهٔ ۱۹۹۳–۲۰۱۲ با استفاده از آزمون تحلیل عاملی و خوشه‌بندی دو الگوی اصلی وزش باد شمالی (باد ۱۲۰روزهٔ سیستان) و باد شرقی ارائه می‌دهد. همچنین، مشخص شد که در الگوهایی با وزش باد شرقی هسته‌ای از وزش دمایی منفی در شرق ایران و مرکزی از وزش دمایی مثبت در مناطق مرکزی‌تر فلات ایران شکل می‌گیرد. بابائیان (۱۳۸۱) به بررسی خطاهای ECMWF پرداخت. حیدری و همکاران (۱۳۹۸) نوسان‌های اقلیمی منطقهٔ شیرکوه یزد را با استفاده از پایگاه ECMWF انجام دادند. دارند و کریمی (۱۳۹۴) دقت زمانی– مکانی پایگاه ECMWF را بررسی کردند. یافته‌ها نشان داد نه‌تنها از نگاه هماهنگی زمانی، بلکه به لحاظ مقدار نیز همانندی بسیار زیادی بین مقادیر برآوردشدهٔ بارش پایگاه دادهٔ ECMWF با مقادیر مشاهده‌شدهٔ بارش دو پایگاه ایران وجود دارد. از نگاه مکانی، بر روی رشته‌کوه‌های زاگرس، جنوب غرب و شمال شرق کشور هماهنگی زمانی و همانندی مقادیر نسبت به دیگر مناطق گسترهٔ ایران بیشینه است. مقدار اریبی (Bias) و ریشهٔ دوم میانگین مربعات خطا (RMSE) بر روی هسته‌های پُربارش سواحل جنوبی دریای خزر و زاگرس میانی نسبت به دیگر مناطق زیاد است، مقدار خطای برآورد بارش پایگاه ECMWF در مقایسه با مقدار بارش دریافتی بر روی این مناطق بسیار ناچیز است. در مقاله‌ای دیگر دارند و زند کریمی (۱۳۹۵) دقت داده‌های بارش مرکز اقلیم‌شناسی بارش جهانی برای ایران را تأیید کردند. رضیئی و ستوده (۱۳۹۶) داده‌های بارش ماهانهٔ ۴۵ ایستگاه همدیدی پراکنده در سطح کشور را با داده‌های بارش ماهانهٔ ERA-Interim در نزدیک‌ترین نقطه به هر ایستگاه مقایسهٔ آماری کردند. نتیجهٔ این بررسی نشان داد که ERA-Interim از دقت بسیار زیادی در پیش‌بینی بارش بسیاری از نقاط کشور برخوردار است و

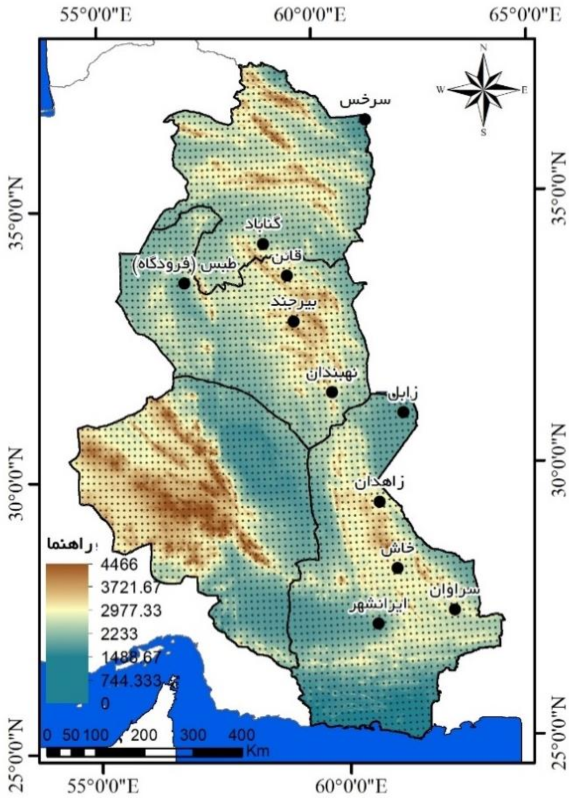
میزان خطای آن در بیش از ۷۰ درصد از ایستگاه‌های مورد مطالعه اندک و قابل چشم‌پوشی است. ارزیابی کارایی مدل سری CMIP5 در شبیه‌سازی و پیش‌بینی پارامترهای اقلیمی بارندگی، دما، و تندی باد در استان یزد توسط میراکبری و همکاران (۱۳۹۷) انجام شد. آن‌ها از سه سناریوی RCP و روش ریزمقیاس‌نمایی SDSM استفاده کردند و نتایج تحقیق آن‌ها نشان داد سرعت حداکثر باد تحت سناریوهای RCP2.6، RCP4.5، و RCP8.5 به ترتیب ۴٫۹، ۴٫۴، و ۵٫۳درصد نسبت به دورهٔ مشاهداتی افزایش خواهد داشت. میرعباسی و دین‌پژوه (۱۳۹۴) به بررسی تغییرات سرعت باد پرداختند. نتایج نشان داد گرچه ترکیبی از روندهای مثبت و منفی در ایستگاه‌های کشور برای میانگین سرعت باد در هر دو مقیاس سالانه و ماهانه تجربه شده است، تعداد ایستگاه‌هایی با روند منفی در مقایسه با تعداد ایستگاه‌هایی با روند مثبت بیشتر است. قهرمان و قره‌خانی (۱۳۸۹) به بررسی روند تغییرات زمانی سرعت باد در گسترهٔ اقلیمی ایران پرداختند. نتایج حاصله نشان داد در سری زمانی سالانه ۵۰ درصد از ایستگاه‌های مورد مطالعه بر اساس روش من- کندال و ۶۰ درصد بر اساس روش اسپیرمن و ۷۰ درصد از ایستگاه‌ها بر اساس روش پیرسون دارای روند بوده‌اند. همچنین، مشخص شد که روند افزایشی سرعت باد در فصل زمستان بیشتر از سایر فصول و در فصل تابستان کمتر از سایر فصول بوده است. بیشترین روند کاهشی در فصل پاییز و کمترین روند کاهشی در فصل تابستان مشاهده شد. بیشترین روند تغییرات کاهشی سرعت باد در اقلیم نیمه‌خشک معتدل مشاهده شد.

بیش از نیمی از مساحت ایران را اراضی خشک و فراخشک دربر گرفته است. نقصان رطوبت در این مناطق از یک سو باعث کاهش تنوع زیستی و از سوی دیگر کاهش پوشش گیاهی شده است. این ویژگی اصلی از آب‌وهوای ایران ایجاب می‌کند تا مطالعه‌ای دقیق و به‌روز از تغییرات پارامترهای آب و هوایی به‌ویژه باد انجام گیرد. همان‌طورکه در پیشینه نیز بررسی شد، تاکنون پژوهشی با رویکرد تغییرات زمانی- مکانی و روند باد در شرق ایران انجام نشده و بیشتر مطالعات انجام‌شدهٔ تغییرات تندی باد در خصوص اثرهای آن مانند انرژی، گردوغبار، و تبخیر و تعرق بوده است. همان‌طورکه گفته شد، شرق ایران یک منطقهٔ خشک و بیابانی است و کمبود ایستگاه در این منطقه با سری زمانی بلندمدت محدودیتی بزرگ برای مطالعات اقلیمی است؛ بنابراین، این مطالعه در درجهٔ نخست به بررسی عملکرد داده‌های بازتحلیل‌شده در شرق ایران می‌پردازد تا ضمن معرفی عملکرد منطقه‌ای این پایگاه بتوان از نتایج آن برای مطالعهٔ اقلیم‌شناسی باد و روند آن بهره برد.

روش تحقیق

منطقهٔ موردمطالعه

منطقهٔ موردمطالعه در این تحقیق نوار شرقی ایران، شمال چهار استان خراسان رضوی، خراسان جنوبی، کرمان، و سیستان و بلوچستان است. این چهار استان ۶۳۴٫۷۷۵ کیلومتر مربع از مساحت ایران را دربر گرفته‌اند. علت انتخاب این محدودهٔ جغرافیایی، برای مطالعهٔ بادهای ۱۲۰روزهٔ سیستان است؛ بنابراین، منطقهٔ تحت تاثیر این باد در شرق ایران در غالب استان‌های درگیر انتخاب شد. ویژگی عمدهٔ آب و هوایی نوار شرقی ایران شرایط خشک و نیمه‌خشک و در بخش‌های جنوبی آن گردوغبار از مشخصه‌های عمدهٔ آب و هوایی آن است. همچنین، باد ۱۲۰روزهٔ سیستان نیز از مهم‌ترین و شناخته‌شده‌ترین مشخصهٔ جغرافیایی شرق ایران است. حداقل ارتفاع این منطقه ۰ و بیشترین ارتفاع آن ۴۴۶۶ متر از سطح دریاست (شکل ۱).



شکل ۱. موقعیت منطقهٔ موردمطالعه همراه پیکسل‌های ۰٫۱۲۵ × ۰٫۱۲۵ درجهٔ قوسی پایگاه ECMWF نسخهٔ Interim و ایستگاه‌های سینوپتیک منتخب

داده‌های مورداستفاده در تحقیق

داده‌های ایستگاه‌های هواشناسی سینوپتیک

در این تحقیق از داده‌های ده ایستگاه هواشناسی سینوپتیک با دورهٔ آماری ۱۹۸۵–۲۰۱۵، که سی سال داده در اختیار دارند، استفاده شد؛ در انتخاب این ایستگاه، علاوه بر پراکنش مناسب در سطح منطقه، سعی بر آن بود تا بیشتر از مناطقی ایستگاه انتخاب شود که تحت تأثیر بادهای ۱۲۰روزهٔ سیستان باشند (شکل ۱).

پایگاه دادهٔ مرکز اروپایی پیش‌بینی میان‌مدت جو (ECMWF) نسخهٔ Interim

پایگاه داده مرکز پیش‌بینی میان‌مدت جو اروپایی (ECMWF) یکی از بهترین پایگاه‌های بازتحلیل است که در سال‌های اخیر موردتوجه محققان بسیاری قرار گرفته است. یکی از بهترین نسخه‌های این پایگاه Interim است؛ این نسخه در سال ۲۰۰۶ میلادی با ۱۱ تفکیک افقی و ۶۰ تراز قائم (۰٫۱ hPa) ارائه شد. داده‌های این نسخه از ژانویهٔ ۱۹۷۹ تا آگوست ۲۰۱۹ در دسترس است. در این تحقیق از نسخهٔ Interim با تفکیک ۰٫۱۲۵×۰٫۱۲۵ درجهٔ قوسی طی دورهٔ آماری ۱۹۸۰–۲۰۱۵ استفاده شد؛ این دوره به این جهت انتخاب شد که سال شروع داده از ۱۹۷۹ بوده است. بنابراین، برای همگام‌کردن با داده‌های ایستگاه‌های زمینی ۱۹۸۰ انتخاب شد؛ همچنین، سال پایانی این تحقیق نیز بر اساس زمان نگارش و داده‌های دانلودشده از پایگاه بوده است. از طرفی، چون بررسی عملکرد پایگاه مد نظر بود، سعی شد از بهترین رزولوشن استفاده شود تا در صورت مقایسهٔ خطای ناشی از بُعد مکانی کاهش یابد. به‌طوری‌که برای منطقهٔ موردمطالعه ۳۷۷۲ پیکسل با فاصله بین پیکسلی حدوداً ۱۲٫۵ کیلومتر به‌دست آمده است که در شکل ۱ نشان داده شد. از داده‌های

پایگاه ECMWF در پژوهش‌های مختلفی استفاده شده (بابائیان و همکاران، ۱۳۸۱؛ دارند و زند کریمی، ۱۳۹۴ و ۱۳۹۵؛ حیدری و همکاران، ۱۳۹۸) و عملکرد آن تأیید شده است.

روش‌های آماری مورداستفاده

معیارهای اعتبارسنجی عملکرد پایگاه ECMWF برای تندی باد

برای ارزیابی عملکرد داده‌های شبیه‌سازی‌شده در مقابل داده‌های مشاهداتی، شاخص‌های مختلفی وجود دارد؛ در این مطالعه معیارهای مجذور میانگین مربع خطا (RMSE)، میانگین انحراف خطا (MBE)، میانگین قدر مطلق خطا (MAE) و ضریب تعیین (R^2) به‌کار گرفته شد. معیارهای منتخب در این تحقیق بیشترین کاربرد را در بررسی‌های مقایسه‌ای دارند (رضیئی و ستوده، ۱۳۹۶). این سه معیار، به ترتیب آنچه گفته شد، نمایانگر خطا، اریبی، و دقت‌اند. به عبارتی، مقادیر حاصل از RMSE خطای پایگاه داده، MBE اریبی پایگاه، و MAE دقت پایگاه را نشان می‌دهند.

میانگین قدر مطلق خطا (MAE)

آمارهٔ MAE برای مقایسهٔ خطای نسبی مقادیر شبیه‌سازی‌شده با توجه به مقادیر اندازه‌گیری‌شده به‌کار می‌رود؛ در این معیار هرچقدر خروجی به صفر نزدیک‌تر باشد نتایج اعتبارسنجی برای برآورد تندی باد دقیق‌تر است. رابطهٔ ۱ شیوهٔ محاسباتی این معیار را نشان می‌دهد.

$$MAE = \frac{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left|z^*\left(X_i\right)-Z\left(X_i\right)\right|}{n} \qquad (۱)$$

میانگین انحراف خطا (MBE)

معیار MBE درحقیقت اختلاف بین میانگین مقادیر مشاهده‌ای و برآوردی است و بیانگر انحراف از میانگین است. این مقدار می‌تواند مثبت و منفی باشد که نشان‌دهندهٔ برآورد کمتر و بیشتر از میانگین داده‌هاست. این معیار هرچقدر به صفر نزدیک‌تر باشد نشان‌دهندهٔ اختلاف کمتر مقادیر برآوردشده نسبت به مقادیر مشاهده‌ای است.

$$MBE = \frac{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left(z^*\left(X_i\right)-Z\left(X_i\right)\right)}{n} \qquad (۲)$$

مجذور میانگین مربع خطا (RMSE)

ریشهٔ دوم میانگین مربع خطا یکی از آماره‌هایی است که معمولاً از آن برای ارزیابی دقت پیش‌بینی/ شبیه‌سازی‌شده برابر داده‌های مشاهدات استفاده می‌شود (رضیئی و ستوده، ۱۳۹۶). این معیاره طبق رابطهٔ ۳ محاسبه می‌شود و هر چه خروجی آن به صفر نزدیک‌تر باشد بیانگر خطای کمتر در داده‌های شبیه‌سازی‌شده است. این روش یکی از مرسوم‌ترین شاخص‌های برآورد خطاست که در پژوهش‌های زیادی از آن استفاده شده است.

$$RMSE = \frac{\frac{1}{n}\sqrt{\sum_{i=1}^{n}\left(z^*\left(X_i\right)-Z\left(X_i\right)\right)^2}}{n} \qquad (۳)$$

در رابطه‌های ۱ تا ۳ $z^*(X_i)$ مقدار برآوردشدهٔ متغیر در X_i، $Z(X_i)$ مقدار مشاهده‌ای متغیر در X_i، n تعداد نقاط با متغیر مشاهده‌ای است.

ضریب تعیین (R2)

ضریب تعیین نیز یکی دیگر از مهم‌ترین معیارهای ارزیابی میان دو متغیر است که به شکل بی‌بُعد نمایش داده می‌شود. مقدار R^2 از صفر تا یک تغییر می‌کند و هرچقدر مقدار آماره به یک نزدیک‌تر باشد نشان‌دهندۀ برازش بهتر داده‌هاست.

$$R^2 = \frac{\left(\Sigma\left(P_i - \bar{P}\right)\left(O_i - \bar{O}\right)\right)^2}{\Sigma\left(P_i - \bar{P}\right)^2\left(O_i - \bar{O}\right)^2} \quad (۴)$$

در رابطۀ ۴، P_i مقدار برآوردشده، O_i مقدار اندازه‌گیری $\bar{P}$، و $\bar{O}$ میانگین مقادیر اندازه‌گیری‌شده است.

شناسایی روند تغییرات داده‌های تندی باد با آزمون ناپارامتریک من-کندال (M-K)

برای تحلیل روند تغییرات تندی باد در تحقیق از روش ناپارامتری من- کندال استفاده شد. این روش نخستین بار توسط من (۱۹۴۵) و سپس توسط کندال (۱۹۷۵) توسعه یافت. این روش بر پایۀ مرتبۀ داده‌ها در یک سری زمانی استوار است. مزیت این آزمون نسبت به سایر آزمون‌های شناسایی روند استفاده از مرتبۀ داده‌ها در سری زمانی بدون درنظرگرفتن مقادیر متغیرهاست که به دلیل وجود چنین مشخصه‌هایی می‌توان از این آزمون برای داده‌های دارای چوله نیز استفاده کرد. آزمون من- کندال (M-K) بر اساس رابطۀ ۵ محاسبه می‌شود.

$$Z = \begin{cases} x = \dfrac{S-1}{\sqrt{\operatorname{var}(s)}} & if \quad S>0 \\ & if \quad S=0 \\ x = \dfrac{S+1}{\sqrt{\operatorname{var}(s)}} & if \quad S<0 \end{cases} \quad (۵)$$

در این رابطه S نشانۀ تفاوت مقادیر با یکدیگر و $\operatorname{var}(s)$ واریانس S است:

$$s = \sum_{k=1}^{n-1}\sum_{j}^{n} = k + \operatorname{sgn}(x_j - x_k) \quad (۶)$$

$$Var(s) = \frac{n-(n-1)(2n+5)-\beta}{18} \quad (۷)$$

که n تعداد مشاهدات سری (در این تحقیق برابر با ۵۷ سال)، x_j و x_k نیز به ترتیب داده‌های jام و kام سری می‌باشند. sgn تابع علامت است که شرح آن در رابطۀ 8 آمده است.

$$\operatorname{sgn}(x) = \begin{cases} +1 & if \quad (x_j - x_k) > 0 \\ 0 & if \quad (x_j - x_k) = 0 \\ -1 & if \quad (x_j - x_k) < 0 \end{cases} \quad (۸)$$

در رابطۀ ۸ فرض می‌شود که آماره به‌طور متناوب نرمال است و مقدار مورد انتظار $E(S) = 0$ برای اندازۀ نمونه $n \geq 8$ باشد (سبزی‌پرور و شادمانی، ۱۳۹۰).

β عاملی مربوط به تصحیح پراش است. در صورتی‌که داده‌های تکراری در اطلاعات وجود داشته باشد از رابطۀ ۹ استفاده می‌شود:

$$\beta = \sum_{i=1}^{m} t(t-1)(2t-5) \quad (۹)$$

t تعداد داده‌های مشاهده‌شده و m معرف تعداد سری‌هایی است که در آن‌ها حداقل یک دادۀ تکراری وجود دارد.

آزمون همبستگی پیرسون برای تحلیل مکانی تندی باد در شرق ایران

همبستگی به ارزیابی ارتباط دو یا چند متغیر می‌پردازد و ضریب آن را محاسبه می‌کند. همبستگی بین متغیرها دو دامنه است و بین ۱+ تا ۱− در نوسان است. متداول‌ترین نمایه برای بیان همبستگی بین متغیرهایی با مقیاس فاصله‌ای یا نسبی ضریب همبستگی پیرسون است که بر اساس رابطهٔ ۱۰ محاسبه می‌شود.

$$r_{xy} = \frac{\sum xy}{NS_X S_Y} \quad (۱۰)$$

در رابطهٔ ۱۰، r_{xy} همبستگی بین متغیرهای X و Y؛ N تعداد آزمودنی‌ها؛ S_X انحراف استاندارد نمره‌های X، $\sum xy$ مجموع حاصل‌ضرب تفاضل نمره‌ها از میانگین، و S_Y انحراف استاندارد نمره‌های Y است.

نتایج و بحث

ارزیابی عملکرد پایگاه ECMWF نسخهٔ Interim در برآورد تندی باد در شرق ایران

همان‌طورکه در بخش روش کار بررسی شد، پراکنش ایستگاه‌های هواشناسی در شرق ایران بسیار نامناسب و از طرفی دارای نقص آماری بالایی است. بنابراین، برای بررسی ویژگی‌های آماری باد از داده‌های پایگاه ECMWF نسخهٔ Interim طی یک دورهٔ سی‌ساله (۱۹۸۵–۲۰۱۵) استفاده شد. برای بررسی کارایی داده‌های تندی باد ECMWF از شاخص‌های مجذور میانگین مربع خطا (RMSE)، میانگین انحراف خطا (MBE)، میانگین قدر مطلق خطا (MAE)، و ضریب تعیین (R^2) استفاده شد. شاخص‌های خطایابی یا اعتبارسنجی بر روی ۱۱ ایستگاه هواشناسی در مناطق تحت تأثیر بادهای ۱۲۰روزه انجام شد. جدول ۱ نشان داد که پایگاه ECMWF نسخهٔ Interim برای بررسی تندی باد از عملکرد بالا و مناسبی برخوردار است. نتایج نشان داد برون‌داد پایگاه یادشده در همهٔ ایستگاه‌های مورد مطالعه، به‌طور متوسط، بین ۰٫۷۲۲ تا ۰٫۹۸۴ است. شاخص‌های RMSE، MBE، و MAE در ایستگاه‌های زاهدان، خاش، و سراوان کمتر از ۱ m/s است؛ به عبارتی، تندی باد پایگاه ECMWF در این سه ایستگاه از ۱۱ ایستگاه موردبررسی دارای بالاترین عملکرد است. همچنین، از ۱۱ ایستگاهی که مقدار اریبی خطای آن محاسبه شد، ۱۰ ایستگاه مقدار اریبی آن کمتر از ایستگاه بوده است. به عبارت دیگر، پایگاه ECMWF برای تندی باد دارای کم‌برآوردی بوده است و تنها ایستگاه زابل مقدار اریبی ECMWF بیشتر از ایستگاه بوده است.

جدول ۱. نتایج بررسی عملکرد پایگاه ECMWF نسخهٔ Interim در برآورد منطقه‌ای تندی باد در شرق ایران با استفاده از شاخص‌های خطاسنجی

ایستگاه	RMSE	MAE	MBE	R^2
سرخس	۱٫۵۲۵	۱٫۴۸۰	−۱٫۴۸۰	۰٫۸۳۸
گناباد	۱٫۶۹۷	۱٫۶۶۴	−۱٫۶۶۴	۰٫۸۸۰
قائن	۱٫۴۳۸	۱٫۴۱۷	−۱٫۴۱۷	۰٫۹۷۵
طبس	۱٫۵۸۸	۱٫۵۶۹	−۱٫۵۶۹	۰٫۹۲۲
بیرجند	۱٫۱۶۸	۱٫۰۹۹	−۱٫۰۹۹	۰٫۹۲۹
نهبندان	۱٫۲۵۵	۱٫۲۰۷	−۱٫۲۰۷	۰٫۹۸۴
زابل	۱٫۴۴۱	۱٫۱۱۶	۱٫۰۵۴	۰٫۹۸۲
زاهدان	۰٫۸۷۹	۰٫۶۵۲	−۰٫۵۴۶	۰٫۹۱۹
خاش	۰٫۶۱۱	۰٫۶۰۱	−۰٫۶۰۱	۰٫۹۳۱
سراوان	۰٫۷۹۷	۰٫۷۷۸	−۰٫۷۷۹	۰٫۸۵۱
ایرانشهر	۱٫۱۳۵	۱٫۰۹۷	−۱٫۰۹۷	۰٫۷۲۲

مشخصات آماری و روند بلندمدت (۱۹۸۵–۲۰۱۵) سرعت با در شرق ایران

ارزیابی آماری ماهانهٔ تندی باد در ایستگاه‌های منتخب شرق ایران طی دورهٔ آماری موردمطالعه (۱۹۸۵–۲۰۱۵) نشان داد سرعت متوسط باد ۳٫۵۶ m/s است. سرعت متوسط باد طی دورهٔ آماری سی‌ساله دارای نوسانات زیادی است. به‌طوری‌که در جدول ۲ نشان داده شد، سرعت متوسط باد بین ۲٫۸۲ تا ۴٫۵۷ m/s متغیر است. کمینه و بیشینهٔ مقادیر متوسط تندی باد به ترتیب در ماه‌های دسامبر و ژولای محاسبه شد. متوسط سی‌سالهٔ تندی باد در ایستگاه‌های منتخب شرق ایران ۲ m/s محاسبه شد. بیشینهٔ تندی باد در شرق ایران دارای نوسانات زیادی است؛ فصل پاییز از نظر شدت بیشینهٔ تندی باد کمترین مقدار آماری را نشان داد؛ به‌طوری‌که در ماه دسامبر بیشینهٔ تندی باد ۳٫۹۸ m/s محاسبه شد. در مقابل ژولای از فصل تابستان بیشینهٔ شدت تندی باد ۱۰٫۴۵ m/s در ایستگاه‌های منتخب شرق ایران محاسبه شد. همان‌طورکه بحث شد، بیشینهٔ تندی باد در فصل تابستان است و به‌طور دقیق‌تر در ماه ژولای (بر اساس تقویم خورشیدی در مردادماه) رخ می‌دهد. همان‌طورکه در جدول ۲ نیز پیداست، رفتار آماری کمینه و بیشینهٔ متوسط تندی باد در فصل تابستان اتفاق افتاده است. ارزیابی فصلی از تندی باد نیز در ایستگاه‌های منتخب شرقی ایران نشان داد تابستان پُربادی‌ترین فصل سال و سپس فصل بهار قرار دارد. در تابستان، علاوه بر افزایش مقدار میانگین، بر مقدار شدت تندی باد نیز افزوده می‌شود. نمودار ۱ این تغییرات را به‌خوبی نشان می‌دهد.



نمودار ۱. تغییرات رفتار آماری باد در طی سال

بخش دوم جدول ۲ اطلاعات آماری کمینه، بیشینه، و میانگین روند تندی باد را در شرق ایران با استفاده آزمون ناپارامتریک من– کندال (M-K) نشان داده است. این آماره یکی از بهترین و متداول‌ترین روش‌ها در تحلیل سری زمانی است؛ به‌ویژه در سری زمانی‌هایی که از توزیع آماری خاصی پیروی نمی‌کنند. از مزایای این روش اثرپذیری ناچیز آن از مقادیر حدی در یک سری زمانی است. بر این اساس، روند بیشینهٔ تندی باد در همهٔ ماه‌های موردمطالعه افزایشی است؛ از نظر معنی‌داری آماری نیز همهٔ ماه‌های موردمطالعه به غیر از ماه ژانویه، که به‌رغم افزایشی‌بودن روند، از نظر آماری در سطح ۰٫۰۵ و ۰٫۰۱ معنی‌دار نیست، سایر ماه‌های موردمطالعه تندی باد روند افزایشی معنی‌دار در سطح α=0.01 دارند. روند متوسط تندی باد در منطقهٔ موردمطالعه در هفت ماه (ژانویه (0٫565-)، آوریل (0٫67-)، می (0٫032-)، ژولای (0٫242-)، آگوست (0.018-)، اکتبر (0٫152-)، و دسامبر (0٫152-)) از سال منفی و در پنج ماه (فوریه (1٫069)، مارس (0٫373)، ژوئن (0٫795)، سپتامبر (0٫026)، و نوامبر (0٫085)) دیگر مثبت است. بیشینهٔ روند افزایشی تندی باد در ماه فوریه با نمرهٔ Z آزمون من– کندال ۱٫۰۶ محاسبه شد. همچنین، در مقابل بیشینهٔ مقدار روند کاهشی با ۰٫۶۷– در ماه آوریل محاسبه شد. از شش ماه دورهٔ گرم سال چهار ماه روند کاهشی را برای تندی باد نشان دادند. کمینهٔ روند تندی باد

در همۀ ماه‌های موردمطالعه به غیر از فوریه در سطح آماری ۰٫۰۱ معنی‌دار است. بیشینۀ روند افزایشی سرعت باد در ماه مارس از فصل زمستان با نمرۀ Z، ۴٫۶۴ و کمینۀ آن با ۱٫۷۳ در ماه ژانویه محاسبه شد. به‌طورکلی، روند تندی باد در شرق ایران در ماه‌های مختلف دارای افت‌وخیز زیادی است؛ اما به‌طورکلی روند غالب درون سالی در این منطقه از ایران کاهشی است. اگرچه روند میانگین بسیار ضعیف است، روند مقادیر بیشینه یک روند افزایشی و روند کمینه در تمام طول سال کاهشی است. این امر نشان‌دهندۀ افزایش آماری تندبادهاست، که می‌تواند تحت تأثیر تغییرات مثبت دمایی رخ دهد.

جدول ۲. اطلاعات آماری تندی باد و روند آن در شرق ایران با استفاده از داده‌های ECMWF

ماه	متوسط آماری بلندمدت (۱۹۸۵-۲۰۱۵)			روند آماری بلندمدت (۱۹۸۵-۲۰۱۵)		
	میانگین	کمینه	بیشینه	میانگین	کمینه	بیشینه
ژانویه	۳/۱۰۴	۲/۰۹۵	۴/۴۲۶	-۰/۵۶۵	-۲/۵۲۴	۱/۷۳۹
**فوریه	۳٫۵۰۶	۲٫۴۱۳	۴٫۸۷۳	۱٫۰۶۹	-۰٫۸۵۰	۳٫۵۴۴
**مارس	۳٫۶۰۰	۲٫۶۰۷	۵٫۰۴۱	۰٫۳۷۳	-۲٫۹۶۹	۴٫۶۴۳
**آوریل	۳٫۵۸۵	۲٫۶۵۶	۵٫۶۲۴	-۰٫۶۷۰	-۲٫۷۳۳	۳٫۴۱۴
**می	۳٫۷۱۰	۲٫۶۴۶	۶٫۱۸۵	-۰٫۰۳۲	-۲٫۸۹۰	۲٫۷۶۰
**ژوئن	۴٫۱۲۳	۲٫۵۷۹	۸٫۳۳۷	۰٫۷۹۵	-۲٫۰۲۷	۳٫۰۴۷
**ژولای	۴٫۵۷۹	۲٫۲۷۶	۱۰٫۴۵۰	-۰٫۲۴۲	-۲٫۷۰۷	۲٫۷۳۳
**آگوست	۴٫۲۸۱	۲٫۰۶۱	۱۰٫۳۵۷	-۰٫۰۱۸	-۲٫۶۵۵	۲٫۶۴۲
**سپتامبر	۳٫۵۳۵	۲٫۱۶۷	۸٫۲۶۳	۰٫۰۲۶	-۲٫۵۶۴	۳٫۵۴۴
**اکتبر	۳٫۰۱۶	۲٫۰۵۰	۵٫۵۲۵	-۰٫۱۵۲	-۳٫۹۸۹	۳٫۷۴۱
**نوامبر	۲٫۸۲۶	۲٫۰۵۴	۴٫۱۷۲	۰٫۲۵۲	-۲٫۲۳۶	۳٫۵۱۸
**دسامبر	۲٫۸۹۲	۲٫۰۲۴	۳٫۹۸۹	-۰٫۰۸۵	-۲٫۵۷۷	۳٫۱۵۲

** روند معنی‌دار در سطح $\alpha=0.01$

ارتباط بین تندی باد بین ارتفاع از سطح دریا، طول و عرض جغرافیایی در شرق ایران

جدول ۳ ارتباط بین مشخصات جغرافیایی محلی (ارتفاع از سطح دریا، طول و عرض جغرافیایی) را با تندی باد نشان می‌دهد. ارتباط بین ارتفاع از سطح دریا و تندی باد در همۀ ماه‌های موردمطالعه منفی است و این ارتباط در سطح آماری ۰٫۰۵ معنی‌دار است. بیشترین مقدار همبستگی در ماه می از فصل بهار با مقدار ۰٫۳۶۵- و پس از آن در ماه نوامبر از فصل پاییز محاسبه شد. برای ارزیابی اینکه بین داده‌ها ارتباط مستقیم و معکوس معنی‌دار وجود دارد، از سطح معنی‌داری (P-Value) استفاده شد. اگر مقدار P-Value از مقدار خطا کمتر باشد، فرض اینکه هیچ ارتباط معنی‌داری بین داده‌ها وجود ندارد غیرمحتمل است و درنتیجه داده‌ها دارای ارتباط معنی‌دارند. در مقابل، اگر P-Value بزرگ باشد، احتمال اینکه داده‌ها از ارتباط معنی‌داری برخوردار نباشند بسیار زیاد است. ارتباط منفی بین ارتفاع از سطح دریا و باد به خاطر اصطکاک حاصل از توپوگرافی در مناطق مرتفع است. بر این اساس، مناطق با توپوگرافی هموار و مسطح شرایط مساعدتری برای شدت‌بخشیدن به جریانات را دارا هستند. با توجه به نتایج جدول ۳، می‌توان به گفت ارتباط معنی‌دار بین داده‌های تندی باد با ارتفاع از سطح دریا، طول و عرض جغرافیایی وجود دارد. تنها استثنا در این خصوص برای ماه اکتبر و ارتباط تندی باد این ماه با عرض جغرافیایی است؛ در این ماه مقدار همبستگی ۰٫۰۰۸ و مقدار P-Value محاسباتی ۰٫۶۳۸ به‌دست آمده است؛ همان‌طور که از مقدار P-Value پیداست، از مقدار خطا (۰٫۰۵) بیشتر است. قوی‌ترین ارتباط بین تندی باد با پارامترهای جغرافیایی برای عرض جغرافیایی به‌دست آمده است. ارتباط بین تندی باد با عرض جغرافیایی

در ماه‌های سرد سال معکوس و معنی‌دار است. تنها استثنا در این خصوص ماه اکتبر است که ارتباط معنی‌داری وجود ندارد. ارتباط بین عرض جغرافیایی با تندی باد در ماه‌های ژوئن تا سپتامبر مستقیم و معنی‌دار است. از ژانویه تا می که ارتباط معکوس بین داده‌ها دیده می‌شود با گرم‌ترشدن هوا از مقدار همبستگی نیز کاسته شده است و از اکتبر تا دسامبر نیز بر مقدار همبستگی معکوس افزوده شد. ارتباط بین طول جغرافیایی و تندی باد در همهٔ ماه‌های سال مثبت و این مقدار از نظر آماری در سطح ۰٫۰۵ معنی‌دار است. بیشینهٔ مقدار همبستگی در ماه اکتبر با ۰٫۴۱۱ و کمینهٔ مقدار همبستگی با ۰٫۲۲۵ در ماه مارس به‌دست آمده است. مقدار ضریب تعیین نیز در جدول ۳ ارائه شد. ضریب تعیین نیز از همان رفتار همبستگی پیرسون پیروی می‌کند. بیشینهٔ مقدار R^2 در ماه‌های ژانویه تا آوریل بین تندی باد و عرض جغرافیایی محاسبه شد. مقدار R^2 محاسباتی برای تندی باد و ارتفاع از سطح دریا تنها در ماه‌های می، اکتبر، و نوامبر بیشتر از ۰٫۱ است. R2 محاسباتی بین طول جغرافیایی و تندی باد در ماه‌های گرم سال ارتباط قوی‌تری نسبت به ماه‌های سرد سال ارائه کردند. همچنان که در جدول مشخص است، ضرایب پایین همبستگی و ضریب تعیین نشان می‌دهد که پارامترهای جغرافیای به‌طورکلی بر رفتار باد اثر کمی دارند و سایر عوامل در تعیین تندی باد دخیل‌اند. نتایج تفصیلی در جدول ۳ ارائه شد.

جدول ۳. همبستگی و ضریب تعیین تندی باد با پارامترهای جغرافیایی در شرق ایران

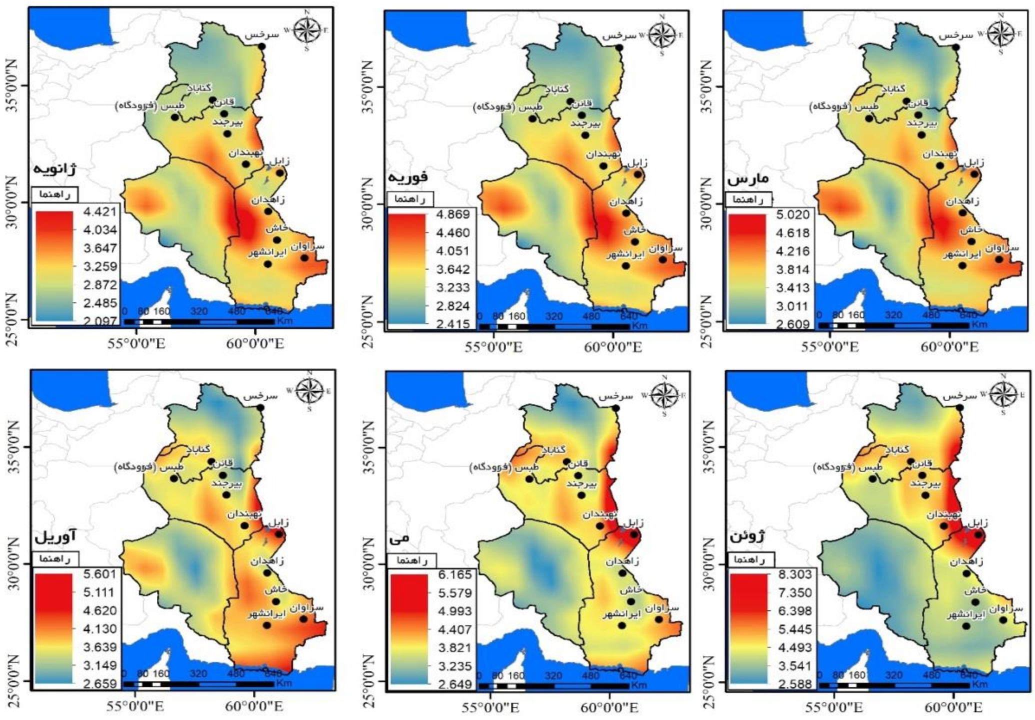
ماه	طول جغرافیایی			عرض جغرافیایی			ارتفاع از سطح دریا		
	همبستگی	p-values	ضریب تعیین	همبستگی	p-values	ضریب تعیین	همبستگی	p-values	ضریب تعیین
ژانویه	۰٫۳۴۰	۰٫۰۰۰	۰٫۱۱۶	-۰٫۴۹۴	< ۰٫۰۰۰۱	۰٫۲۴۴	-۰٫۱۹۱	< ۰٫۰۰۰۱	۰٫۰۳۶
فوریه	۰٫۲۶۷	۰٫۰۰۰	۰٫۰۷۱	-۰٫۵۵۱	< ۰٫۰۰۰۱	۰٫۳۰۳	-۰٫۱۲۲	< ۰٫۰۰۰۱	۰٫۰۱۵
مارس	۰٫۲۲۵	۰٫۰۰۰	۰٫۰۵۱	-۰٫۵۰۸	< ۰٫۰۰۰۱	۰٫۲۵۸	-۰٫۱۰۲	< ۰٫۰۰۰۱	۰٫۰۱۰
آوریل	۰٫۳۵۹	۰٫۰۰۰	۰٫۱۲۹	-۰٫۵۰۹	< ۰٫۰۰۰۱	۰٫۲۵۹	-۰٫۳۱۲	< ۰٫۰۰۰۱	۰٫۰۹۷
می	۰٫۳۹۲	۰٫۰۰۰	۰٫۱۵۳	-۰٫۰۵۱	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳	-۰٫۳۶۵	< ۰٫۰۰۰۱	۰٫۱۳۳
ژوئن	۰٫۳۸۲	۰٫۰۰۰	۰٫۱۴۶	۰٫۳۲۸	< ۰٫۰۰۰۱	۰٫۱۰۸	-۰٫۲۰۴	< ۰٫۰۰۰۱	۰٫۰۴۲
ژولای	۰٫۳۴۵	۰٫۰۰۰	۰٫۱۱۹	۰٫۳۹۴	< ۰٫۰۰۰۱	۰٫۱۵۵	-۰٫۱۲۵	< ۰٫۰۰۰۱	۰٫۰۱۶
اوت	۰٫۳۵۲	۰٫۰۰۰	۰٫۱۲۴	۰٫۳۴۷	< ۰٫۰۰۰۱	۰٫۱۲۰	-۰٫۱۲۸	< ۰٫۰۰۰۱	۰٫۰۱۶
سپتامبر	۰٫۳۷۸	۰٫۰۰۰	۰٫۱۴۳	۰٫۲۲۷	< ۰٫۰۰۰۱	۰٫۰۵۱	-۰٫۲۰۲	< ۰٫۰۰۰۱	۰٫۰۴۱
اکتبر	۰٫۴۱۱	۰٫۰۰۰	۰٫۱۶۹	۰٫۰۰۸	۰٫۶۳۸	۰٫۰۰۰	-۰٫۳۵۴	< ۰٫۰۰۰۱	۰٫۱۲۶
نوامبر	۰٫۳۱۵	۰٫۰۰۰	۰٫۰۹۹	-۰٫۲۷۴	< ۰٫۰۰۰۱	۰٫۰۷۵	-۰٫۳۵۵	< ۰٫۰۰۰۱	۰٫۱۲۶
دسامبر	۰٫۳۰۵	۰٫۰۰۰	۰٫۰۹۳	-۰٫۴۶۵	< ۰٫۰۰۰۱	۰٫۲۱۶	-۰٫۲۴۲	< ۰٫۰۰۰۱	۰٫۰۵۹

مقادیر پررنگ به‌غیراز صفر در سطح ۰٫۰۵ معنی‌دار هستند

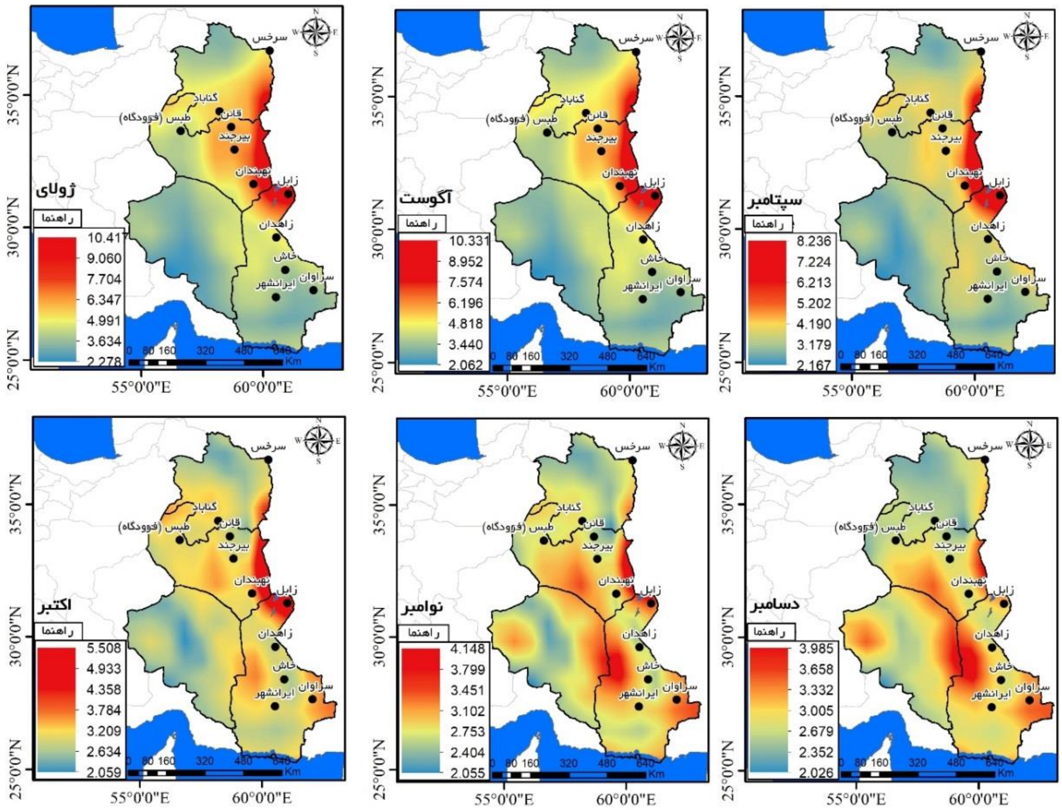
توزیع زمانی– مکانی تندی باد ماهانه در شرق ایران با استفاده از داده‌های ECMWF نسخهٔ Interim

شکل‌های ۲ و ۳ توزیع زمانی– مکانی تندی باد ماهانه را با استفاده از داده‌های ECMWF طی دورهٔ آماری ۱۹۸۵–۲۰۱۵ نشان می‌دهند. مقادیر کمینه و بیشینهٔ تندی باد در شرق ایران با گرم‌شدن هوا ارتباط نزدیکی را نشان می‌دهد؛ به‌طوری‌که از ژانویه تا ژولای بر مقدار بیشینهٔ تندی باد افزوده و از ژولای تا دسامبر از مقدار آن کاسته می‌شود. در فصل زمستان (شکل ۲) کانون اصلی بیشینهٔ تندی باد از جنوب بیرجند در خراسان جنوبی تا شمال ایرانشهر در استان سیستان و بلوچستان کشیده است. بیشینهٔ تندی باد در ماه ژانویه ۴٫۴۲، فوریه ۴٫۸۶، و مارس ۵٫۰۲ m/s به‌دست آمده است. کانون بعدی که به شکل یک پهنهٔ پُرباد در فصل زمستان به‌دست آمده زابل است؛ این کانون پُرباد مناطق مرزی ایران با کشور

افغانستان در مناطق مرزی استان خراسان جنوبی را نیز دربر گرفته است. همچنین، سراوان، خاش، و ایرانشهر نیز مناطق پُرباد هستند. کمینهٔ تندی باد در استان خراسان رضوی و مناطق داخلی و جنوبی استان کرمان را دربر گرفته است. در فصل بهار (شکل ۲) با گرم‌ترشدن هوا بر مقدار تندی باد نیز افزوده شده است. در ماه آوریل کمینهٔ تندی باد ۲٫۶۵ و بیشینهٔ آن ۵٫۶۰ m/s به‌دست آمده است. در این ماه تقریباً کل استان سیستان و بلوچستان پهنهٔ پُرباد نسبت به منطقهٔ موردمطالعه است. همچنین، مناطق مرزی استان خراسان جنوبی نیز همین رفتار آماری را نشان داده است. در ماه‌های می و ژوئن تندی باد نیز روندی افزایشی را نشان داده است؛ بیشینهٔ تندی باد در این دو ماه از سال از سرخس در خراسان رضوی تا زابل در شمال شرق استان سیستان و بلوچستان را دربر گرفته است. بیشینهٔ تندی باد در ماه می ۶٫۱۶ m/s و در ماه ژوئن ۸٫۳۰ m/s محاسبه شد. از مناطق دیگر با سرعت بالای باد می‌توان به بیرجند، نهبندان، قائن، و گناباد اشاره کرد. علت این مقدار بالا از تندی باد در دورهٔ گرم سال در شرق ایران بادهای ۱۲۰روزه است. بادهای ۱۲۰روزهٔ سیستان در دورهٔ گرم سال از ارتفاعات شمال شرقی ایران به سرزمین‌های جنوب شرقی ایران می‌وزد (علیجانی، ۱۳۸۹). این باد از ماه ژوئن تا اکتبر در شرق ایران قابل‌رؤیت است. علیجانی (۱۳۸۹) بر آن است که با تغییر الگوی فشار در فصل زمستان این باد هم از بین می‌رود. با مقایسهٔ شکل ۱، که توپوگرافی منطقهٔ موردمطالعه را نشان داده، و شکل‌های ۲ و ۳، که پهنه‌بندی تندی باد را نشان می‌دهند، به‌راحتی می‌توان نقش ارتفاعات را در تغییرپذیری منطقه‌ای تندی باد دید. علیجانی (۱۳۸۹) ابراز کرده است که در همه جای ایران علت اصلی بادهای محلی و فصلی ناهمواری است. وضع ناهمواری‌هاست که بادها را جهت‌دهی می‌کند و حتی در برخی موارد برخلاف الگوهای فشار می‌وزد. مرکز کم‌فشار چالهٔ جازموریان نیز در جنوب شرقی منطقهٔ موردمطالعه باعث می‌شود که هوا از اطراف مکیده شود که بر این اساس در شرق ایران بادهای شمالی حاکم است. درحقیقت، باد شمالی شرق کشور حکایت از باد ۱۲۰روزهٔ سیستان دارد.



شکل ۲. توزیع زمانی- مکانی تندی باد در ماه‌های ژانویه تا ژوئن با استفاده از داده‌های ECMWF نسخهٔ Interim



شکل ۳. توزیع زمانی- مکانی تندی باد در ماه‌های ژولای تا دسامبر با استفاده از داده‌های ECMWF نسخهٔ Interim

شکل ۳ توزیع زمانی- مکانی تندی باد را در فصل تابستان و پاییز نشان می‌دهد؛ بیشینهٔ تندی باد در شرق ایران در تابستان می‌وزد. متوسط حداکثر تندی باد در بین ماه‌های موردمطالعه در ماه ژولای با مقدار m/s ۱۰٫۴۱ در حوالی منطقهٔ زابل به‌دست آمده است. در این منطقه بیشینهٔ تندی باد تا سرخس در خراسان رضوی نیز کشیده شده است. این کانون پُرباد، علاوه بر کشیدگی شمال به جنوب، دارای وسعت مکانی شرق به غرب نیز بوده؛ به‌طوری‌که در ماه ژولای از مناطق مرزی ایران با افغانستان تا غرب بیرجند نیز این کانون پُرباد کشیده شده است. رفته‌رفته در ماه‌های فصل تابستان این منطقه محدود به مناطق مرزی ایران می‌شود؛ به‌طوری‌که در ماه سپتامبر این پهنهٔ پُرباد تا نهبندان کشیده شده است. بیشینهٔ تندی باد در ماه اوت ۱۰٫۳۳ و در ماه سپتامبر m/s ۸٫۲۳ به‌دست آمده است؛ علت این مقدار کاهشی قابل‌توجه تضعیف جریان باد ۱۲۰روزهٔ سیستان است؛ به‌طوری‌که در ماه اکتبر از فصل پاییز بیشینهٔ تندی باد در زابل به m/s ۵٫۵۰ می‌رسد. در دورهٔ گرم سال به‌ویژه فصل تابستان بر روی دشت سیستان، که از نظر توپوگرافی کم‌ارتفاع و گستردگی زیادی دارد، کم‌فشار حرارتی با هستهٔ گرمی که ناشی از تابش بی‌امان خورشید و یکنواختی توپوگرافی دشت است، شکل می‌گیرد که هستهٔ ثانویهٔ کم‌فشار مونسونی نامیده می‌شود. کم‌فشار مذکور سبب ایجاد اغتشاش جوی در تراز زیرین جو می‌شود. افزایش شیب تغییرات فشار در این کم‌فشار موجب افزایش سرعت جریان‌های باد و گردش چرخندی در سطح زمین می‌شود. شکل‌گیری پُرفشار ترکمنستان در شمال شرق ایران به شیب تغییرات فشار در این منطقه دامن می‌زند و آن را افزایش می‌دهد. با افزایش شیب تغییرات فشار سرعت جریان بادها افزایش می‌یابد (سلیقه، ۱۳۹۶). در فصل پاییز تندی باد چه از نظر شدت چه به لحاظ مکانی الگویی زمستانه را نشان می‌دهد. در این فصل کمینهٔ تندی باد ۲٫۰۲ و بیشینهٔ تندی باد m/s ۵٫۵۰ محاسبه شد. کانون اصلی پُرباد همانند دورهٔ گرم سال است و

از مناطق مرزی خراسان جنوبی تا شمال زابل کشیده شده است. همچنین، دشت لوت، سراوان تا ایرانشهر و جنوب‌شرقی بیرجند نیز از مناطق با تندی باد بالا هستند که در نقشه قابل‌رؤیت است.

نتیجه‌گیری

در این تحقیق توزیع زمانی- مکانی و روند تندی باد در شرق ایران بررسی شد. به دلیل پراکنش نامناسب ایستگاهی و نقص آماری بالای آن‌ها از داده‌های پایگاه ECMWF نسخهٔ Interim با تفکیک افقی ۰٫۱۲۵×۰٫۱۲۵ درجهٔ قوسی استفاده شد. برای بررسی عملکرد داده‌های شبکه‌بندی ECMWF از ۱۱ ایستگاه سینوپتیک طی دورهٔ آماری ۱۹۸۵-۲۰۱۵ از چهار روش مجذور میانگین مربع خطا (RMSE)، میانگین انحراف خطا (MBE)، میانگین قدر مطلق خطا (MAE)، و ضریب تعیین (R^2) استفاده شد. نتایج نشان داد پایگاه ECMWF نسخهٔ Interim برای بررسی تندی باد از عملکرد بالا و مناسبی برخوردار است و مقدار خطا و اریبی خطا در ایستگاه‌های جنوبی منطقهٔ موردمطالعه همچون زاهدان، خاش، و سراوان کمتر از ۱ m/s است که نشان داده است. متوسط تندی باد در منطقهٔ موردمطالعه (استان‌های خراسان رضوی و جنوبی، کرمان، و سیستان و بلوچستان) طی دورهٔ آماری بلندمدت سی‌ساله (۱۹۸۵-۲۰۱۵) ۳٫۵۶ m/s است؛ کمینه و بیشینهٔ تندی باد به ترتیب در ژولای و دسامبر به دلیل آغاز و خاتمهٔ باد ۱۲۰روزهٔ سیستان به‌دست آمده است؛ علت افزایش شدت تندی باد در ماه ژولای به دلیل فعالیت باد ۱۲۰روزهٔ سیستان است که از ژوئن آغاز شده است. متوسط روند تندی باد در منطقهٔ موردمطالعه در هفت ماه (ژانویه، آوریل، می، ژولای، آگوست، اکتبر، و دسامبر) از سال منفی و در پنج ماه (فوریه، مارس، ژوئن، سپتامبر، و نوامبر) دیگر مثبت است. برای شناسایی روند تندی باد از آزمون ناپارامتریک من- کندال (M-K) استفاده شد؛ بر اساس نتایج، روند تندی باد در شرق ایران در ماه آغازین (ژوئن) بادهای ۱۲۰روزه روند افزایشی (نمرهٔ Z آزمون من- کندال ۰٫۷۹۵) را نشان داده است و در ماه پایانی (اکتبر) آن روند کاهشی (۰٫۱۵۲-) است. همچنین، در ماه ژولای، که تندی باد در آن بیشینه است، متوسط روند در منطقهٔ موردمطالعه با نمرهٔ Z، ۰٫۲۴۲- کاهشی است. حمیدیان‌پور (۱۳۹۲) با مطالعهٔ زمان آغازگری و خاتمه و همچنین تغییرات بین سالی تندی باد در زمان آغاز، اوج، شدت، و مدت وزش به این نتیجه رسیدند که واداشت‌های خارجی در تشکیل و تکوین باد سیستان نقش مهمی دارد. بنابراین، تغییرات در روند تندی باد می‌تواند تحت تأثیر واداشت‌های خارجی باشد.

آزمون همبستگی پیرسون، که از آن برای تحلیل مکانی سرعت باد استفاده شد، نشان داد ارتباط بین تندی باد و توپوگرافی در منطقهٔ موردمطالعه معکوس و در سطح آماری ۰٫۰۵ معنی‌دار است؛ در مقابل، ارتباط بین طول جغرافیایی و تندی باد مستقیم و در همهٔ ماه‌های موردمطالعه در سطح آلفا ۰٫۰۵ معنی‌دار است. برعکس طول جغرافیایی و ارتفاع در منطقهٔ موردمطالعه، ارتباط بین عرض جغرافیایی با تندی باد رابطهٔ یک‌دستی را نشان نداده است؛ این ارتباط برای ماه‌های سرد سال معکوس و در ماه‌های گرم سال مستقیم است. فقط در ماه اکتبر ارتباط بین تندی باد و عرض جغرافیایی معنی‌دار نیست. عزیزی و همکاران (۱۳۹۶) نیز تأیید کردند که ویژگی‌های هندسی کوهستان بر رفتار پدیده‌های جوی تأثیرگذار است و نقش عواملی همچون موقعیت جغرافیایی، میزان شیب، موقعیت منطقه‌ای جایگاه کوهستان نسبت به سامانه‌های جوی مقیاس همدید، میزان ناهمواری، روند و شکل ناهمواری به ترتیب بر تندی باد از اهمیت برخوردارند. از نظر منطقه‌ای در دورهٔ گرم سال، کانون بیشینهٔ تندی باد از سرخس تا زابل و از مناطق مرزی ایران تا بیرجند و نهبندان کشیده شده است. در دورهٔ سرد سال این کانون پُرباد محدود به مناطق مرزی استان خراسان جنوبی، دشت لوت، سراوان تا ایرانشهر، و مناطق جنوب غربی استان خراسان جنوبی می‌شود. این نتیجه با پژوهش دلبری و

همکاران (۱۳۹۵)، که ابراز کردند تندی باد در شمال شرق و شرق ایران دارای سرعت بیشتر از ۳ تا ۴ m/s است، همخوانی دارد. در منطقهٔ شرقی ایران دو آرایش مهم بادهای شمالی (باد ۱۲۰روزه) و شرقی وجود دارد. بر اساس نتایج آب‌خرابات و همکاران (۱۳۹۶)، بادهای شرقی بیشترِ مناطق شرقی و شمال شرقی ایران را دربر می‌گیرند و با جهت شرقی به درون فلات ایران می‌وزند؛ اما این بادها در زمان وزش بادهای شمالی (باد ۱۲۰روزهٔ سیستان) تحت تأثیر بادهای ۱۲۰روزه قرار می‌گیرند و جهت آن‌ها نیز شمالی خواهد شد.

منابع

آب‌خرابات، ش.؛ کریمی، م.؛ فتح‌نیا، ا. و شام بیاتی، م.ح. (۱۳۹۶). بررسی نقش باد ۱۲۰روزهٔ سیستان در وزش دمایی شرق و جنوب شرق ایران، *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، ۴۹ (۳): ۴۷۷–۴۸۹.

بابائیان، ا.؛ بداق جمالی، ج.؛ جوانمرد، س. و خزانه‌داری، ل. (۱۳۸۱). بررسی خطای داده‌های پیش‌یابی مرکز اروپایی پیش‌بینی‌های میان‌مدت جوی (ECMWF) بر روی خاورمیانه، *دومین همایش پیش‌بینی عددی وضع هوا*، تهران.

حمیدیان‌پور، م. (۱۳۹۲). *بررسی نحوهٔ شکل‌گیری باد سیستان با ریزگردانی دینامیکی جریان‌های تراز زیرین در شرق فلات ایران*، رسالهٔ دکتری اقلیم‌شناسی دانشگاه خوارزمی، تهران.

حیدری علمدارلو، ا.؛ زهتابیان، غ.؛ خسروی، ح.؛ رایگانی، ب.؛ خلیقی، ش. و تقی‌زاده، ر. (۱۳۹۸). بررسی نوسان پارامترهای اقلیمی با استفاده از داده‌های مرکز پیش‌بینی میان‌مدت جوی اروپایی (مطالعهٔ موردی: منطقهٔ شیرکوه– استان یزد)، مجلهٔ *علوم و مهندسی آبخیزداری ایران*، ۱۳(۴۶): ۲۲–۳۱.

دارند، م. و زند کریمی، س. (۱۳۹۴). واکاوی سنجش دقت زمانی– مکانی بارش پایگاه دادهٔ مرکز پیش‌بینی میان‌مدت جوی اروپایی (ECMWF) بر روی ایران‌زمین، *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، ۴۷(۴): ۶۵۱–۶۷۵.

دارند، م. و زند کریمی، س. (۱۳۹۵). ارزیابی دقت داده‌های بارش مرکز اقلیم‌شناسی بارش جهانی بر روی ایران، مجلهٔ *ژئوفیزیک ایران*، ۱۰(۳): ۹۵–۱۱۳.

دلبری، م.؛ که‌خامقدم، پ.؛ محمدی، ا. و احمدی، ت. (۱۳۹۵)، برآورد الگوی پراکنش مکانی تندی باد برای پتانسیل‌یابی تولید انرژی بادی در ایران، *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، ۴۸(۲): ۲۶۵–۲۸۵.

ذوالفقاری، ح.؛ صحرایی، ج.؛ معصوم‌پور سماکوش، ج. و برزو، ف. (۱۳۹۵). بررسی شار گرمای محسوس و ارتباط آن با تغییرات دما و باد طی دورهٔ گرم سال در ایران، *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، ۴۸(۳): ۴۳۱–۴۵۰.

رضیئی، ط. و ستوده، ف. (۱۳۹۶). بررسی دقت مرکز اروپایی پیش‌بینی‌های میان‌مدت جوی (ECMWF) در پیش‌بینی بارش مناطق گوناگون اقلیمی ایران، *فیزیک زمین و فضا*، ۴۳(۱): ۱۳۳–۱۴۷.

سبزی‌پرور، ع. ا. و شادمانی، م. (۱۳۹۰). تحلیل روند تبخیر و تعرق مرجع با استفاده از آزمون من–کندال و اسپیرمن در مناطق خشک ایران، آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)، ۲۵(۴): ۸۲۳–۸۳۴.

سلیقه، م. (۱۳۹۶). *آب و هواشناسی سینوپتیک ایران*، تهران: سمت.

عزیزی، ق.؛ فرید مجتهدی، ن.؛ شعبان‌زاده، ف.؛ نگاه، س. و عابد، ح. (۱۳۹۶). رفتارشناسی باد در ایستگاه‌های کوهستانی البرز غربی تحت تأثیر واداشت‌های محیطی، نشریهٔ *جغرافیا و برنامه‌ریزی*، ۲۱(۶۲): ۲۰۳–۲۲۲.

علیجانی، ب. (۱۳۸۹)، *آب‌وهوای ایران*، چ ۱۰، تهران: انتشارات دانشگاه پیام نور.

قهرمان، ن. و قره‌خانی، ا. (۱۳۸۹). بررسی روند تغییرات زمانی سرعت باد در گسترهٔ اقلیمی ایران، مجلهٔ *آبیاری و زهکشی ایران*، ۴(۱): ۳۱–۴۳.

مسعودیان، س.ا. (۱۳۹۰). *آب‌وهوای ایران*، مشهد: شریعهٔ توس.

میراکبری، م.؛ مصباح‌زاده، ط.؛ محسنی ساروی، م.؛ خسروی، ح. و مرتضایی فریزهندی، ق. (۱۳۹۷). ارزیابی کارایی مدل سری CMIP5 در شبیه‌سازی و پیش‌بینی پارامترهای اقلیمی بارندگی، دما، و تندی باد (مطالعهٔ موردی: استان یزد)، *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، ۵۰(۳): ۵۹۳-۶۰۹.

میرعباسی، ر. و دین‌پژوه، ی. (۱۳۹۴). بررسی روند تغییرات سرعت باد در ایستگاه‌های منتخب ایران، *جغرافیا و برنامه‌ریزی*، ۵۲: ۲۷۷-۳۰۱.

Abkharabat; sh., Karimi, M., Fathnia, A., Shambaiati, M.(2017), The Role of Sistan 120 Days Wind in Thermal Advection of East and Southeast Iran, *Physical geography research quarterly*: 49 (3), 477-489.

Alijani, b. (2010), Iran Climate, 10th Edition, Tehran: *Payame Noor University Press*.

Azizi, G., Farid Mojtahedi, N., shabanzadeh, F., Negah, S., Abed, H. (2018). 'Analysis of wind behavior by environmental forcing in the western Alborz mountainous stations', *Geography and Planning*, 21(62), pp. 203-222. doi: 3-6.

Carvalho, D.; Rocha, A.; Gómez-Gesteira, M. and Santos, C. S. (2017). Potential impacts of climate change on European wind energy resource under the CMIP5 future climate projections. *Renewable Energy*, *101*: 29-40.

Cheng, C. S.; Lopes, E.; Fu, C. and Huang, Z. (2014). Possible impacts of climate change on wind gusts under downscaled future climate conditions: Updated for Canada. *Journal of climate*, *27*(3): 1255-1270.

Darand, M., Zand Karimi2, S. (2016). 'Evaluation of the accuracy of the Global Precipitation Climatology Center (GPCC) data over Iran', *Iranian Journal of Geophysics*, 10(3), pp. 95-113.

Darand, M., Zande Karimi, S. (2015). 'Evaluation of Spatio-Temporal Accuracy of Precipitation of European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) over Iran', *Physical Geography Research Quarterly*, 47(4), pp. 651-675. doi: 10.22059/jphgr.2015.56054.

Debernard, J. B. and Røed, L. P. (2008). Future wind, wave and storm surge climate in the Northern Seas: a revisit. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, *60*(3): 427-438.

Delbari, M., Kahkha Moghaddam, P., Mohammadi, E., Ahmadi, T. (2016). 'Estimation of the spatial distribution pattern of wind speed for assessment of wind energy potential in Iran', *Physical Geography Research Quarterly*, 48(2), pp. 265-285. doi: 10.22059/jphgr.2016.59368.

Hamidianpour, M. (2014). Investigating the formation of Sistan wind with dynamic downscaling of low-level currents in the east of the Iranian plateau, *Ph.D. thesis in Kharazmi University*, Tehran.

Heydari Alamdarloo, H., Zehtabian, G., Khosravi, H., Raygani, B., Khalighi, S., Taghizadeh, S. (2019) Investigation on the Climatic Parameters Fluctuation Using Data from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, *Iran-Watershed Management Science & Engineering*, Vol. 13, No. 46, Fall 2019.

Hobbins, M. (2004). *Regional evapotranspiration and pan evaporation: complementary interactions and long-term trends across the conterminous United States*. Colorado State University.

Iman Babaian, I., Bodagh Jamali, J., Javanmard, S.,Khazanedari, L. (2002), Investigation of Error in Prediction Data of the European Center for Medium-Term Weather Forecasting (ECMWF) on the Middle East, *2nd Conference on Numerical Weather Forecasting*, Tehran.

Kendall, M. G. (1955). Rank correlation methods (2nd ed.). *Charles Griffin & Co. Ltd.,* London, 1955.

Klink, K. (2002). Trends and interannual variability of wind speed distributions in Minnesota. *Journal of Climate*, 15(22): 3311-3317.

Mann, H. B. (1945). Nonparametric tests against trend. *Econometrica: Journal of the Econometric Society*, 245-259.

McVicar, T. R.; Van Niel, T. G.; Li, L. T.; Roderick, M. L.; Rayner, D. P.; Ricciardulli, L. and Donohue, R. J. (2008). Wind speed climatology and trends for Australia, 1975–2006: Capturing the stilling phenomenon and comparison with near-surface reanalysis output. *Geophysical Research Letters*, *35*(20).

Mirabbasi Najafabadi, R., Dinpashoh, Y. (2015). 'Analysis of the Wind Speed Trend over Iran', *Geography and Planning*, 19(52), pp. 277-301.

Mirakbari, M., Mesbahzadeh, T., Mohseni Saravi, M., Khosravi, H., Mortezaie Farizhendi, G. (2018). 'Performance of Series Model CMIP5 in Simulation and Projection of Climatic Variables of Rainfall, Temperature and Wind Speed (Case Study: Yazd)', *Physical Geography Research Quarterly,* 50(3), pp. 593-609. doi: 10.22059/jphgr.2018.248177.1007156.

Ghahreman, N. and Gharekhani, A. (2010), Trend analysis of mean wind speed in different climatic regions of Iran, *Iranian Journal of lrrigation and drainage*: 4(1), 31-43.

Masoudian, S.A. (2012). Iran Climate, Mashhad: *sharieye tus*, Mashhad.

Naizghi, M. S. and Ouarda, T. B. (2017). Teleconnections and analysis of long-term wind speed variability in the UAE. *International Journal of Climatology*, 37(1): 230-248.

Okin, G. S.; Gillette, D. A. and Herrick, J. E. (2006). Multi-scale controls on and consequences of aeolian processes in landscape change in arid and semi-arid environments. *Journal of arid environments*, *65*(2): 253-275.

Pirazzoli, P. A. and Tomasin, A. (2003). Recent near-surface wind changes in the central Mediterranean and Adriatic areas. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, *23*(8): 963-973.

Pryor, S. C.; Barthelmie, R. J. and Riley, E. S. (2007). Historical evolution of wind climates in the USA. In *Journal of Physics: Conference Series*, 75(1): 012065. IOP Publishing.

Pryor, S. C.; Schoof, J. T. and Barthelmie, R. J. (2006). Winds of change?: Projections of near-surface winds under climate change scenarios. *Geophysical research letters*, *33*(11).

Rayner, D. P. (2007). Wind run changes: the dominant factor affecting pan evaporation trends in Australia. *Journal of Climate*, *20*(14): 3379-3394.

Raziei, T., Sotoudeh, F. (2017). 'Investigation of the accuracy of the European Center for Medium Range Weather Forecast (ECMWF) in forecasting observed precipitation in different climates of Iran', *Journal of the Earth and Space Physics*, 43(1), pp. 133-147. doi: 10.22059/jesphys.2017.57958.

Roderick, M. L.; Rotstayn, L. D.; Farquhar, G. D. and Hobbins, M. T. (2007). On the attribution of changing pan evaporation. *Geophysical research letters*, *34*(17).

Sabziparvar, A., Shadmani, M. (2011). Trends Analysis of Reference Evapotranspiration Rates by Using the Mann-Kendall and Spearman Tests in Arid Regions of Iran, *Journal of Water and Soil*: 25 (4), p. 823-834.

Smits, A. A. K. T.; Klein Tank, A. M. G. and Können, G. P. (2005). Trends in storminess over the Netherlands, 1962-2002. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 25(10): 1331-1344.

Tobin, I.; Jerez, S.; Vautard, R.; Thais, F.; Van Meijgaard, E.; Prein, A.; ... and Noël, T. (2016). Climate change impacts on the power generation potential of a European mid-century wind farms scenario. *Environmental Research Letters*, 11(3): 034013.

Watson, S. J.; Kritharas, P. and Hodgson, G. J. (2015). Wind speed variability across the UK between 1957 and 2011. *Wind Energy*, 18(1): 21-42.

Xu, C. Y.; Gong, L.; Jiang, T.; Chen, D. and Singh, V. P. (2006). Analysis of spatial distribution and temporal trend of reference evapotranspiration and pan evaporation in Changjiang (Yangtze River) catchment. *Journal of hydrology*, 327(1-2): 81-93.

Zhang, Y.; Liu, C.; Tang, Y. and Yang, Y. (2007). Trends in pan evaporation and reference and actual evapotranspiration across the Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D12).

Zolfaghari, H., Sahraei, J., Masoompoor Samakoosh, J., Borzoi, F. (2016). 'Study of Sensible Heat Flux and its Relationship with Temperature Changes and Wind during Warm Periods of Year in Iran', *Physical Geography Research Quarterly*, 48(3), pp. 431-450. doi: 10.22059/jphgr.2016.60100.